УДК 551.733(470.23)

А.В. Зайцев, В.Л. Косоруков

КОНДЕНСИРОВАННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО—СРЕДНЕГО ОРДОВИКА СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ: ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ[1]

Методом рентгенофазового анализа детально изучены глины и пелитовая фракция нерастворимого остатка карбонатных пород нижнего—среднего ордовика северо-запада Русской плиты. Проведено сравнение распределения глинистых минералов в разрезе и разных частях палеобассейна. На основе этого сделано предположение о возможных источниках сноса терригенного глинистого материала, методах его транспортировки и эволюции в морском бассейне. На основе распределения каолинита и хлорита в разных частях бассейна сделан вывод, что их источником служили разные типы кор выветривания, формировавшиеся в различных климатических условиях.

Введение. Исследование глинистой фракции необходимо для получения полного представления о минералогическом составе породы, условиях ее генезиса и палеогеографической информации. Кроме того, исследование минерального состава глин важно для выяснения химизма образования породы, природы их окраски, источника и путей миграции многих химических элементов, динамического режима седиментации. Особенно важно знать минеральный состав глин при изучении конденсации отложений, а также когда отсутствуют первичные текстурные характеристики породы. Именно к таким объектам относятся конденсированные ордовикские глинисто-карбонатные разрезы северо-запада Русской плиты. Несмотря на более чем двухвековую историю их исследований, вызывает некоторое удивление тот факт, что за довольно длительный период изучения литологии и минералогии ордовика Прибалтики существуют лишь единичные работы, в которых уделено внимание составу глинистой фракции [Лашков, Котович, 1969; Пылма, 1982]. Вместе с тем многие минералогические объекты из рассматриваемых отложений изучались группой московских исследователей [Глинистые минералы..., 1990], но эти работы посвящены узкоспециальным минералогическим проблемам и из-за отсутствия точной стратиграфической привязки образцов малоприменимы для седиментологических и палеогеографических реконструкций.

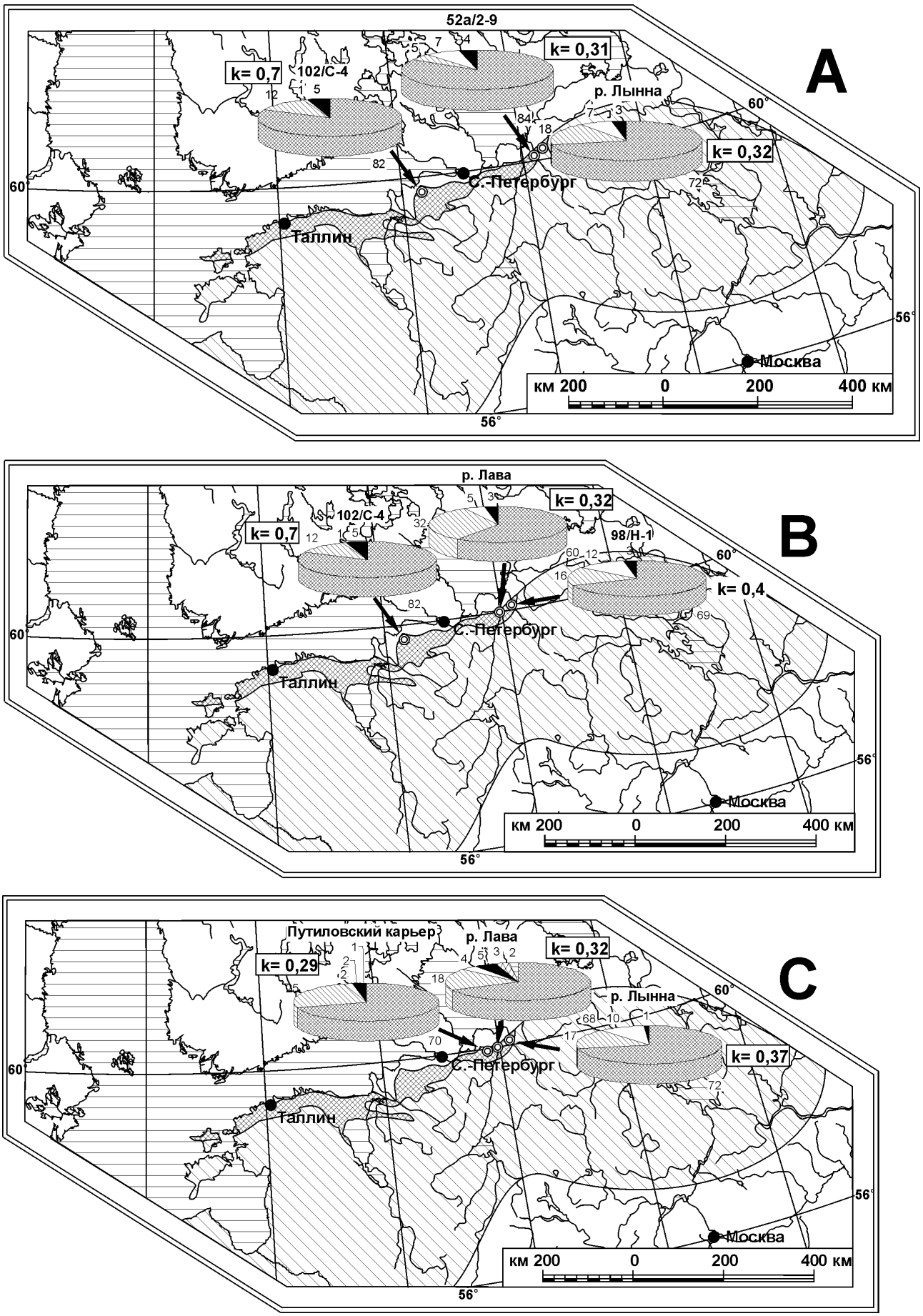
Поэтому при изучении состава глинистой фракции нами были поставлены следующие задачи: 1) выяснение возможных способов и путей поступления в бассейн терригенного глинистого материала; 2) определение возможных минералов-индикаторов, пригодных для реконструкции седиментологических, палеогеографических и палеоклиматических условий; 3) выявление стадий минеральных преобразований в процессе седиментации и последующих преобразований осадка и породы.

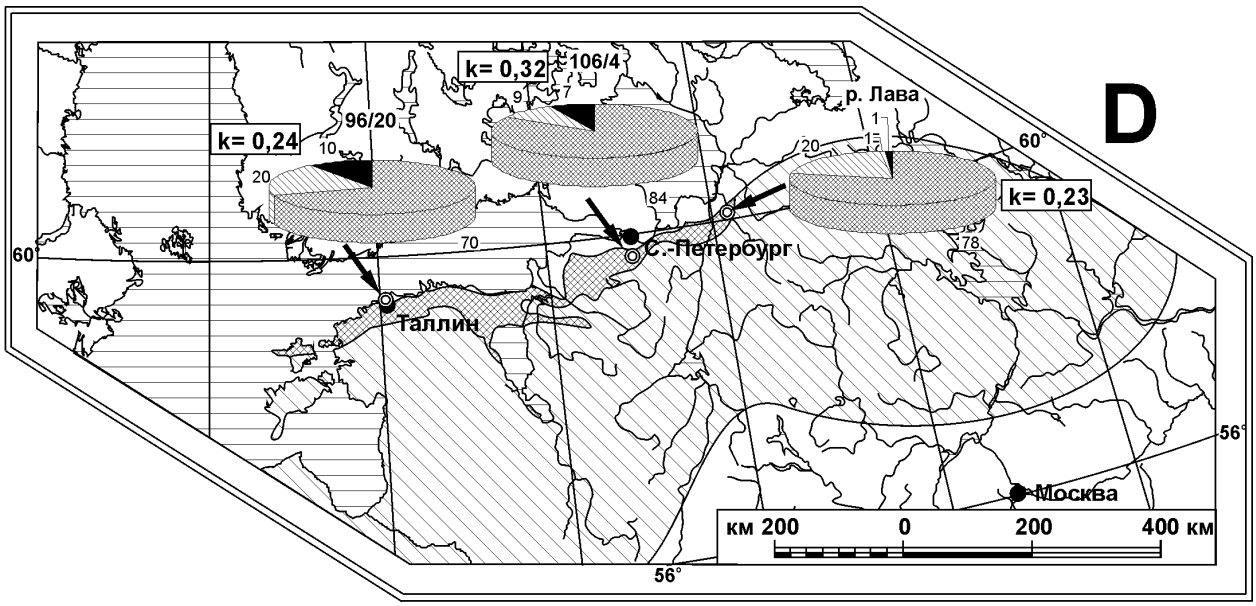
Методика исследования. При изучении пелитовой фракции ставились следующие задачи: 1) определение фазового состава глинистых минералов; 2) анализ стратиграфического и географического распространения выделенных фаз, для чего более детально были обработаны 4 разреза (рис. 1). В качестве сравнения привлечены литературные данные [Лашков, Котович, 1969; Пылма, 1982]. Для анализа глинистого компонента пород использованы два типа образцов: собственно глины, а также глинистая фракция терригенных и карбонатных разностей пород, выделенная путем травления HCl.

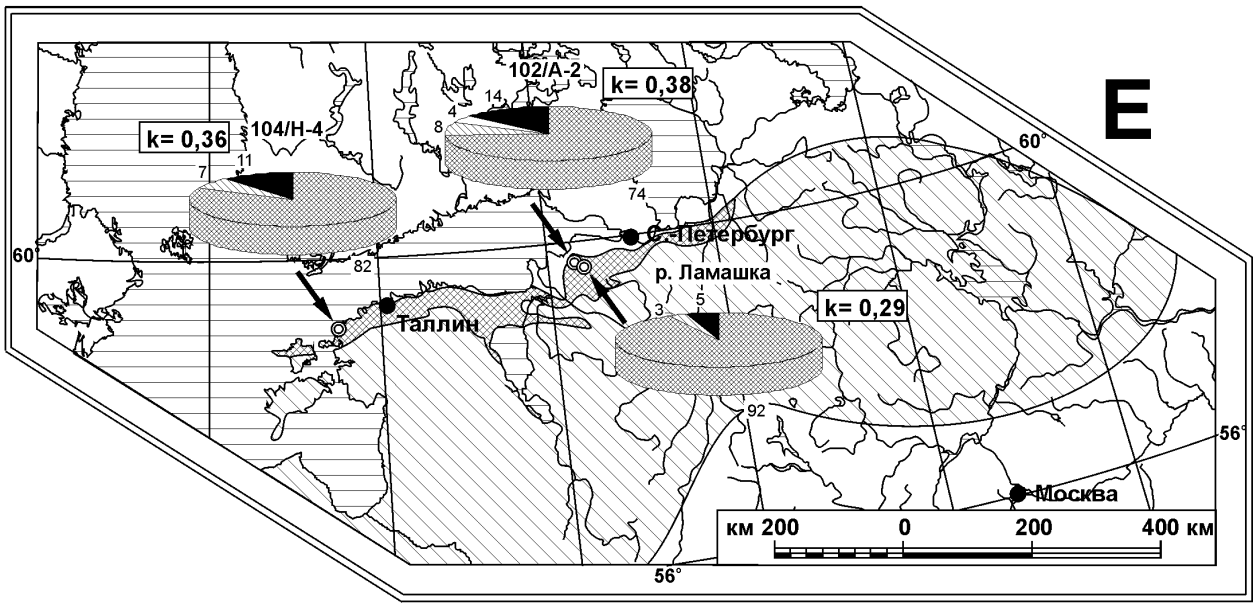
В общей сложности было изучено около 200 образцов разных пород из варангуско-ласнамягиских отложений методом рентгенофазового анализа. Изучались как собственно глины, так и пелитовая фракция нерастворимого остатка карбонатных пород. В первом случае брали навеску 30 г, из которой изготавливали ориентированные препараты; во втором случае использовали навеску 50 г дробленой породы (размер обломков 0,5—1 см), которую обрабатывали холодным 3-%-ным раствором HCl с целью удаления $CaCO_3$. Из глинистой фракции нерастворимого остатка, как и в первом случае, изготавливали ориентированные препараты. Размер фракции, использовавшейся для изготовления препаратов, $\leq 3\mu m$. Изготовление препаратов и их исследование проводили по стандартной методике [Шлыков, 1991].

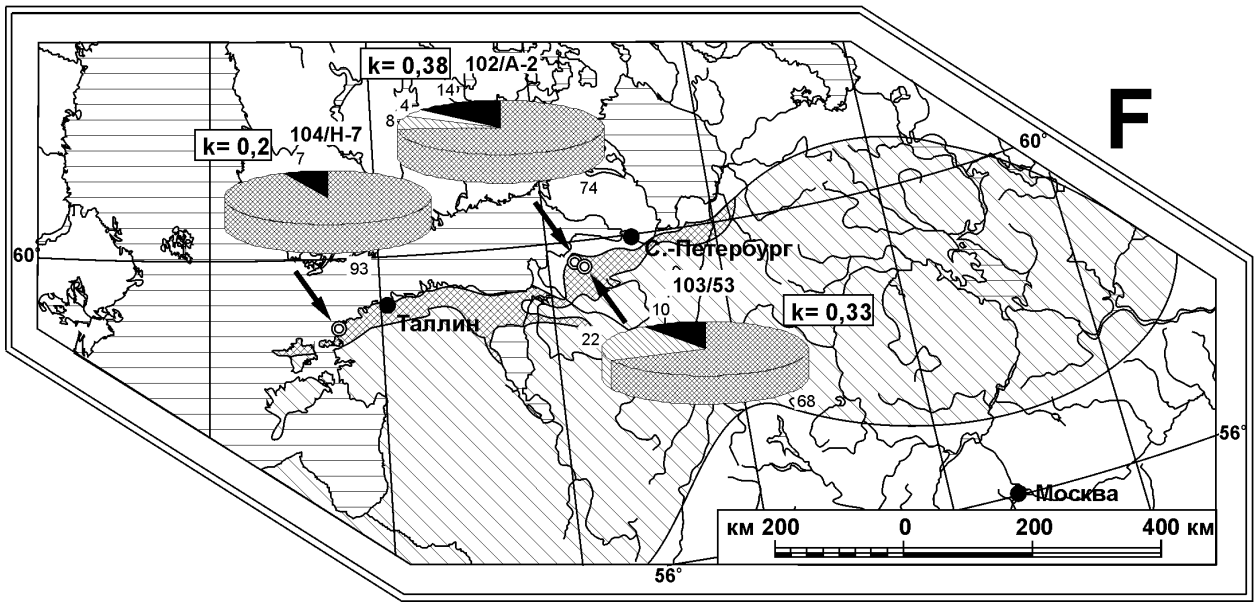
Карбонатные породы характеризуются довольно схожим компонентным составом практически на всем волховско-кундаском интервале в разрезах центральной и восточной частей Ладожского глинта. Для характеристики был выбран ряд характерных интервалов разреза (рис. 1).

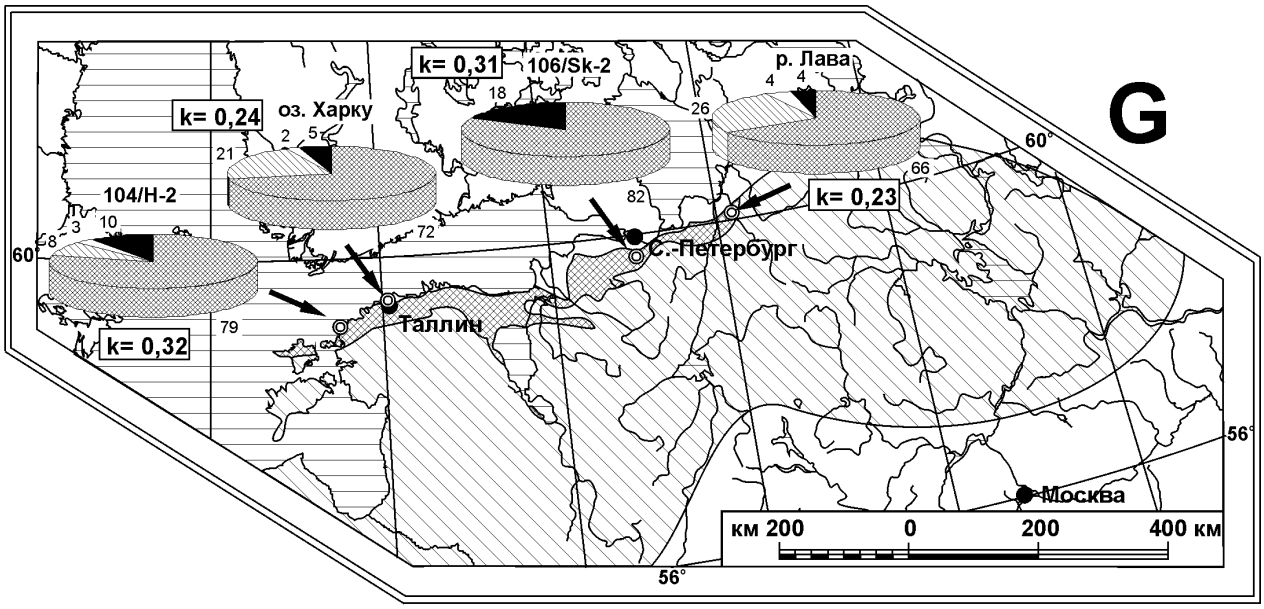
[1] Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 07-05-00882).

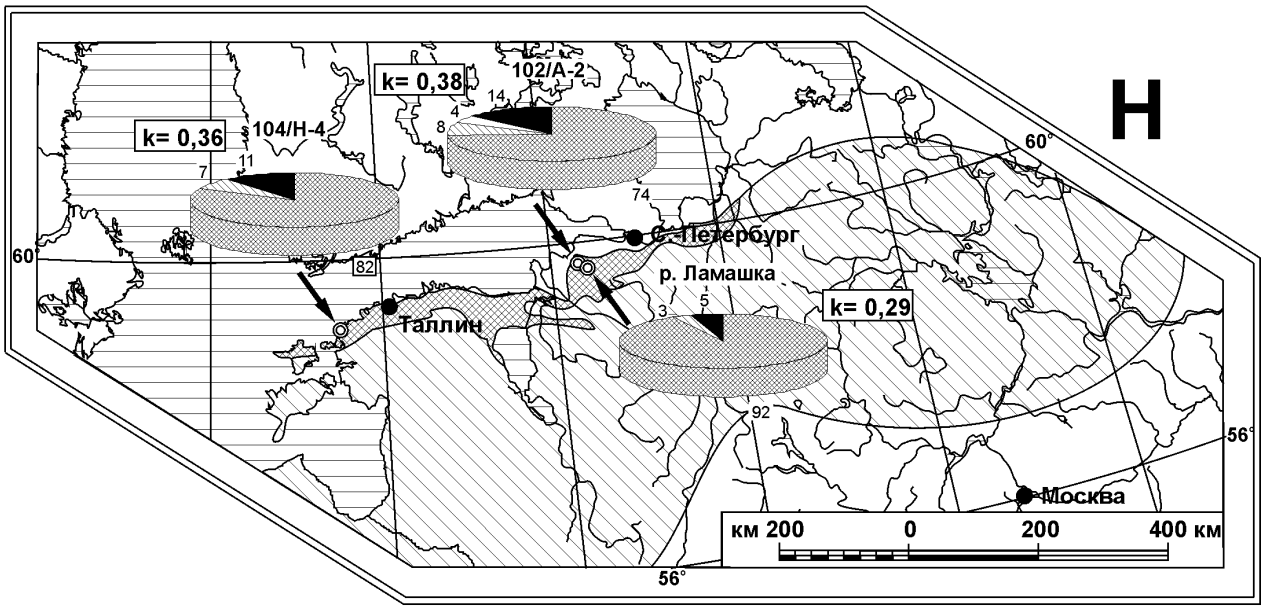

A
52a/2-9
k= 0,31
k= 0,7
102/C-4
р. Лынна
k= 0,32
С.-Петербург
Таллин
Москва
60°
56°
км 200 0 200 400 км
B
р. Лава
k= 0,32
k= 0,7
102/C-4
98/H-1
k= 0,4
С.-Петербург
Таллин
Москва
60°
56°
км 200 0 200 400 км
C
Путиловский карьер
р. Лава
k= 0,32
k= 0,29
р. Лынна
k= 0,37
С.-Петербург
Таллин
Москва
60°
56°
км 200 0 200 400 км

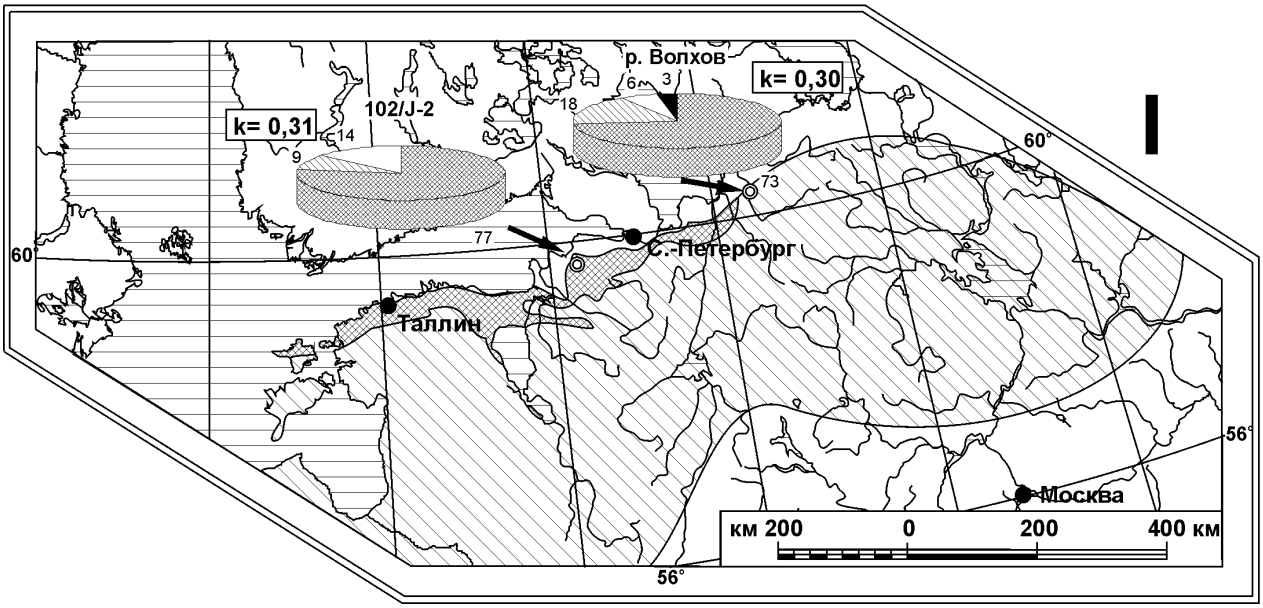

D
k= 0,32
106/4
9
7
р. Лава
1
15
20
60°
k= 0,24
96/20
10
20
84
k= 0,23
С.-Петербург
70
78
60°
Таллин
56°
Москва
км 200 0 200 400 км
56°


E
102/А-2
k= 0,38
14
4
8
k= 0,36
104/Н-4
11
7
60°
74
С.-Петербург
60°
82
р. Ламашка
5
3
k= 0,29
Таллин
92
56°
Москва
км 200 0 200 400 км
56°


F
k= 0,38
102/А-2
14
4
8
k= 0,2
104/Н-7
7
60°
74
С.-Петербург
60°
93
103/53
10
k= 0,33
Таллин
22
68
56°
Москва
км 200 0 200 400 км
56°


G
k= 0,31
106/Sk-2
18
р. Лава
4 4
26
k= 0,24
оз. Харку
2 5
21
60°
66
104/H-2
10
3
8
82
k= 0,23
72
С.-Петербург
60°
79
Таллин
k= 0,32
56°
Москва
км 200 0 200 400 км
56°


H
k= 0,38
102/A-2
14
4
8
k= 0,36
104/H-4
11
7
60°
74
С.-Петербург
60°
82
р. Ламашка
Таллин
3 5
k= 0,29
92
56°
Москва
км 200 0 200 400 км
56°


I
р. Волхов
6 3
k= 0,30
18
k= 0,31
102/J-2
14
9
60°
73
77
С.-Петербург
60°
Таллин
56°
Москва
км 200 0 200 400 км
56°

Анализ нерастворимого остатка показал, что в карбонатных породах содержится 9—27% глинистой фракции, в среднем около 25%. Минимальное содержание пелитовой фракции (9%) характерно для пород волховского горизонта. Отметим, что для всех рассмотренных разрезов не обнаружено четкой зависимости между содержанием глинистой фракции в породе и общей "глинистостью" разреза. Существенно высоким оказалось содержание пелитовой фракции в породах силлаоруской свиты, где оно составляет 24%, в то время как смежные интервалы содержат 9 и 13% глины для верхов волховской и низов обуховской свит соответственно. Начиная с низов обуховской свиты глинистость начинает постепенно повышаться, достигая максимума (27%) в основании симанковской свиты, выше по разрезу она немного уменьшается (до 24%), что, по-видимому, связано с общей трансгрессией, происходившей в это время.

Алевропесчаная фракция в количестве >1% зафиксирована в волховском, силлаоруском, синявинском и основании кундаского интервала разреза и представлена аутигенными образованиями глауконита (волховский горизонт, а также низы обуховской свиты), гетит-гидрогетитовыми микроконкрециями (силлаоруская и синявинская свиты), а также нерастворенными кристаллами доломита тонко-, мелкопесчаной размерности [Зайцев, Барабошкин, 2006].

Глины слагают разнообразно окрашенные прослои мощностью от 1 мм до 1—2 см (реже более). Алевропесчаная примесь в глинах представлена теми же компонентами, что и в нерастворимом остатке известняков, но, кроме того, здесь в большом количестве присутствуют разнообразные карбонатные скелетные остатки, представленные преимущественно фрагментами иглокожих и ювенильными замковыми брахиоподами, степень сохранности которых позволяет утверждать их инситное захоронение, т.е. без какого-либо переноса и перемыва осадка. Кроме вышеперечисленных в незначительном количестве присутствуют биокласты и иных групп бентосной фауны.

Минеральный состав глинистого компонента. Глинистая фракция в исследованных образцах представлена смешанослойно-гидрослюдистой ассоциацией с незначительной примесью хлорита и каолинита и в целом однотипна для всех изученных образцов. Различия состоят преимущественно в степени упорядоченности смешанослойных минералов, а также в наличии или отсутствии каолинита и хлорита.

Анализ глинистой фракции позволяет определить количество терригенного глинистого материала, считая основными привнесенными минералами каолинит и хлорит, а также степень их диагенетических изменений по соотношению гидрослюдистой (иллитовой) и смешанослойной фаз, предполагая увеличение содержания смешанослойной фазы при увеличении длительности диагенетических преобразований.

Гидрослюда в изученных образцах содержится в среднем в количестве 30—80%, более низкое содержание соответствует образцам с повышенной концентрацией гетита (22 и 46% соответственно). В северной структурно-фациальной зоне Эстонии, по данным Л. Пылма [1982], гидрослюда присутствует как единственный компонент глинистой фракции, редко ей сопутствует хлорит. Гидрослюда характеризуется низким отношением второго порядка отражения к первому. Это отношение изменяется от 0,10 до 0,38, в среднем 0,16—0,23, что характерно для глауконита. Степень гидратации высокая, различие в межплоскостных расстояниях у исходных и насыщенных препаратов d_{001} изменяется в пределах 0,05—0,15 Å, что позволяет говорить о наличии значительного количества (до 15%) смектитовых пакетов в структуре гидрослюды. Гидрослюдистая фаза образована как собственно гидрослюдой ($b < 9{,}05$), так и глауконитом ($b > 9{,}05$).

Гидрослюды характеризуются преимущественно целочисленными межплоскостными расстояниями (d = 10,0; 5,0; 3,33 Å), у каолинита этот параметр равен 7,14; 3,57 и 2,38 Å; у хлорита d = 14,0÷14,2; 7,0÷7,1; 4,70÷4,75 и 3,52÷3,54 Å. При этом происходит четкое разделение второго пика у каолинита (3,56 Å) и четвертого пика у хлорита (3,54 Å). Пики перечисленных минералов не изменяют положение при насыщении этиленгликолем. При прокаливании у хлорита остается только первый порядок отражения, уменьшаясь до 13,5—13,9 Å, а каолинитовые пики исчезают.

Смешанослойные минералы представлены слюдяно-смектитовой разностью с различным соотношением пакетов слюды и смектита и разной степенью упорядоченности переслаивания пакетов. Суммарное количество смешанослойной фазы колеблется от 10 до 40% (реже более), в среднем 15—30%.

Смешанослойная фаза воздушно-сухих препаратов характеризуется межплоскостными расстояниями первого порядка отражения 10,5—12,5 Å при отсутствии более высоких порядков. В насыщенных препаратах межплоскостное расстояние первого порядка смещается в сторону малых углов до 11—15 Å, часто появляются вторые порядки отражения около 9,4—9,9 Å. При прокаливании все смешанослойные минералы дают только первый порядок отражения со значением 9,7—9,9 Å. Соотношение пакетов гидрослюды и смектита в смешанослойной фазе носит как неупорядоченный, так и упорядоченный характер. Упорядоченность смешанослойной фазы характеризуется появлением вторых порядков отражения 9,4—9,9 Å.

Рис. 1. Распределение основных минеральных компонентов глинистой фракции вдоль Балтийско-Ладожского глинта (условные обозначения см. на рис. 2): A — для силлаоруской свиты (основание кундаского горизонта); B — основание обуховской (лообуской) свиты (нижняя часть кундаского горизонта); C — средние значения для обуховской и лообуской свит; D — пачка "желтяков" волховской свиты, средняя часть лообуской свиты (средняя часть волховского горизонта); E — средние значения для пачки "фризы" волховской и верхней трети тойлаской свит (верхи волховского горизонта); F — то же по конкретным образцам; G — средние значения для средней части волховского горизонта; H — то же для одновозрастных образцов; I — для азериского горизонта

В небольшом количестве в составе глинистой фракции присутствуют *каолинит* и *хлорит*. Суммарное содержание каолинита и хлорита очень невысоко и часто не превышает несколько процентов, но присутствие этих минералов фиксируется почти во всех пробах. В более значительном количестве хлорит присутствует в отложениях осевой структурно-фациальной зоны Эстонии [Пылма, 1982], где его содержание доходит до 20%. В изученных образцах хлорит представлен преимущественно железистыми, терригенными формами и содержится в довольно незначительном количестве, обычно не превышающем 10%. В нашем случае невысокое содержание хлорита может быть как результатом длительной экспозиции осадка и его разрушением в щелочной среде при увеличении pH, так и результатом биотурбации [Коссовская, 1980].

Каолинит — минерал, который и в настоящее время является характерным компонентом кор выветривания, образующихся в тропическом влажном климате [Страхов, 1979]. По его присутствию практически во всех пробах можно предположить достаточно теплый климат для волховско-кундаского времени. Каолинит относительно устойчив в морской среде и при диагенезе [Шлыков, 1991], поэтому его можно рассматривать как терригенный материал. Практически полное отсутствие терригенной примеси более крупной размерности позволяет говорить о наличии низкой размываемой суши в условиях влажного тропического климата. Во многих случаях в каолините присутствуют смектитовые пакеты, что отчетливо видно на образцах, насыщенных этиленгликолем, в которых межплоскостное расстояние увеличивается до 7,25 Å. Этот факт указывает на наличие отдельной смешанослойной фазы каолинит—смектит, последнее, по-видимому, свидетельствует о продолжительности времени переноса и экспозиции осадка.

Важное свойство каолинита — способность образовывать минеральные агрегаты в морских условиях, что влияет на дальность переноса этих агрегатов, за счет довольно крупных размеров частиц, осаждающихся в прибрежной зоне, в отличие от гидрослюд, которые переносятся в более удаленные от берега области бассейна [Котельников, Зинчук, 2001].

Хлорит, в отличие от каолинита, не столь удобен при палеогеографических реконструкциях, так как в ряде случаев он способен возникать в морских бассейнах на стадии раннего диагенеза осадка [Глинистые минералы..., 1976]. Его образование обусловлено высокой реакционной способностью Mg. Необходимыми условиями для этого процесса являются восстановительная обстановка и закрытость системы минералообразования, в этом случае химические элементы не выносятся за пределы системы, а происходит их перераспределение между минеральными фазами.

Образование хлорита на стадии раннего диагенеза возможно при формировании осадков с существенной примесью Fe—Mg-минералов, причем как слоистого, так и неслоистого типа. Сначала образуется Fe- или Fe—Mg-хлорит, который затем преобразуется в триоктаэдрическую разновидность [Котельников, Зинчук, 2001]. Наличие Fe-хлорита в некоторых изученных образцах позволяет предполагать частичное образование аутигенного хлорита, однако это, скорее, исключение. Для рассматриваемых отложений аутигенное минералообразование требует дополнительного изучения.

Закономерности распределения основных минеральных фаз в разрезе и по площади. Изменение количества минеральных фаз вверх по разрезу изучалось для области Ладожского глинта, где разрезы обладают существенно большей стратиграфической полнотой и менее подвержены эпигенетическим изменениям.

Для известняков волховской свиты разреза р. Лавы характерно очень низкое содержание терригенных каолинита и хлорита, где они присутствуют в следовых количествах. Среднее содержание смешанослойной фазы здесь составляет 25%, что характерно для большей части изученного разреза. Поэтому в данном случае относительная вариация количества терригенных глинистых минералов может быть связана с изменением расстояния до источника сноса, т.е. с трансгрессивно-регрессивными фазами развития бассейна или его частей. Несколько отличная ситуация наблюдается восточнее, в разрезе р. Лынны. Здесь в верхах волховской свиты (пачка “фризы”) наблюдается резкое (в 5 раз) увеличение количества каолинита при том же уровне содержания хлорита. При этом в глинах количество смешанослойных минералов существенно больше, чем в нерастворимом остатке из смежных прослоев известняков (рис. 2) — 23 и 4% соответственно. Отметим, что для других интервалов разреза соотношение среднего содержания смешанослойной фазы носит обратный характер и выражено менее четко, например, для пород из основания обуховской свиты в том же разрезе оно составляет 13% для глинистых прослоев и 23% для известняков. В глинах и известняках силлаоруской свиты, изученных в разрезе р. Лавы, соотношения основных минеральных компонентов очень близки, но появляется гетит. Таким образом, в восточной части Ладожского глинта (р. Лынна) все изученные образцы характеризуются повышенным содержанием каолинита относительно центральной части глинта (р. Лава), одновременно его количество увеличивается вверх по разрезу.

Этот факт можно объяснить, во-первых, более длительной субаквальной экспозицией осадка разрезов в центральной части Ладожского глинта (но количество смешанослойных минералов при этом не увеличивается к западу); во-вторых, более сильными эпигенетическими преобразованиями западных разрезов, за счет чего большая часть смешанослойной фазы переходит в гидрослюду (но мы не наблюдаем подобной зависимости в центральной части Ладожского глинта, хотя доломитизация отдельных интервалов здесь значительна); в-третьих, комбинацией

первого и второго вариантов; в-четвертых, увеличение количества каолинита в западном направлении связано с приближением к источнику сноса (однако для хлорита наблюдается обратная зависимость). Мы считаем наиболее вероятными третий и четвертый способы.

В пользу третьего способа, а его невозможно исключить, свидетельствуют следующие факты: 1) на западе Ленинградской области и на большей части Северо-Эстонского глинта изученные разрезы в значительной степени (на 90% и более) доломитизированы; 2) в большинстве западных разрезов не содержится каолинит, в то время как терригенный хлорит здесь присутствует в большем количестве. Отметим и противоположные тенденции: 1) подобная зависимость сохраняется в практически не доломитизированных разрезах запада Эстонии; 2) значительное содержание смешанослойных на ряде сильнодоломитизированных стратиграфических уровней; 3) схожие соотношения и зависимости для глин и нерастворимого остатка известняков.

В пользу четвертого способа свидетельствуют: 1) увеличение количества каолинита в западном направлении, прослеживаемое для большинства изученных уровней; 2) повышенное содержание каолинита на стратиграфических уровнях, где наблюдаются признаки волновой (штормовой) активности, например в нижней части ласнамягиского горизонта, где наблюдаются массивные колонии мшанок, захороненных как в прижизненном, так и в переотложенном состоянии. Единственный рассматриваемый признак против — небольшое количество хлорита в восточных разрезах и, напротив, его большая концентрация в западных разрезах, что может определяться двумя причинами. Первая связана с дальностью переноса, так как каолинит имеет более крупные кристаллы, способен образовывать минеральные агрегаты и как следствие быстрее осаждается в морской среде, в то время как хлорит менее устойчив к химическому воздействию и его кристаллы имеют меньшие размеры. Вторая причина заключается в том, что источником каолинита и хлорита служили разные типы кор выветривания, образованные на разных исходных породах и формировавшиеся в различных климатических условиях [Страхов, 1979].

Как упоминалось выше, в области Ладожского глинта выявлена определенная зависимость в распределении каолинита и хлорита вверх по разрезу. Породы волховского горизонта в целом характеризуются невысоким содержанием каолинита и хлорита (несколько процентов), причем хлорит преобладает. В основании кундаского горизонта оно незначительно увеличивается, составляя в среднем 4—5% для обоих минералов. Это соотношение сохраняется и в нижней части обуховской свиты (трилобитовая зона A. "raniceps" — A. striatus), а затем начинает постепенно сокращаться, и в нижней части синявинской свиты общее содержание этих минералов не превышает 1—2% при незначительном увеличении смешанослойных. Подобное соотношение сохраняется практически на всем протяжении кундаского горизонта и лишь на границе с азериским горизонтом увеличивается до 6 и 4% соответственно. Выше по разрезу, в основании порожской свиты (основание ласнамягиского горизонта) на р. Лаве каолинит не обнаружен, а содержание хлорита не превышает 3%.

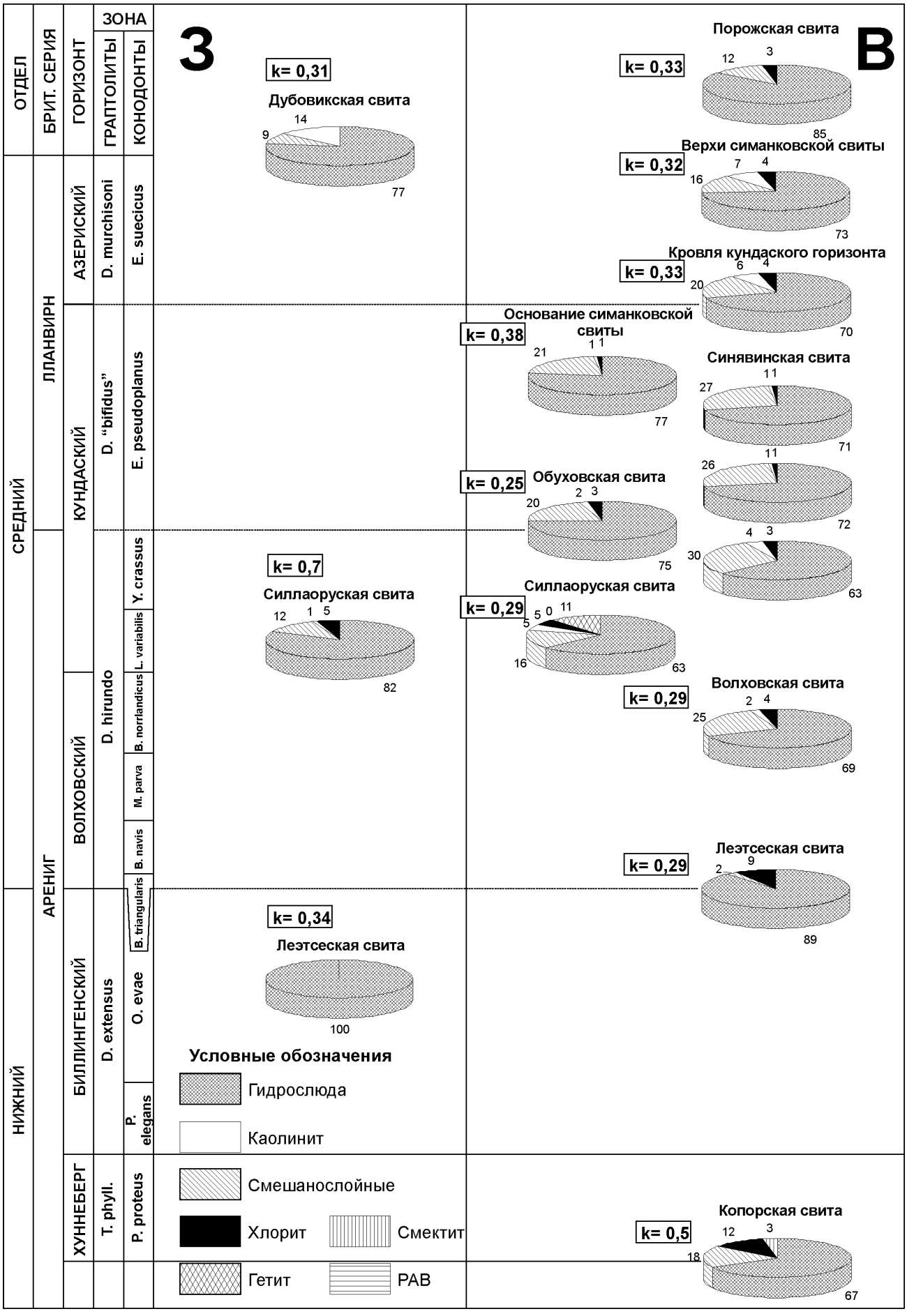
Обратная тенденция наблюдается на западе Ленинградской области. В карьере Широково на этом уровне хлорит практически отсутствует, а каолинита содержится 14%. Содержание смешанослойных при этом не превышает 9%. Возможно, этот всплеск поступления терригенного каолинита обусловлен активизацией нового близко расположенного источника сноса (готландского поднятия (?) [Мянниль, 1966]).

Средняя и Южная Эстония. Данные по составу глинистой фракции пород Средней и Южной Эстонии взяты из монографии Л. Пылма [1982], хотя, по его утверждению, в работе не ставилась задача изучить глинистые минералы, но эти данные могут быть весьма полезны для сравнительной характеристики разных частей Балтийского палеобассейна.

Согласно данным Л. Пылма, в северной (приглинтовой) зоне Эстонии основным глинистым минералом является гидрослюда, часто как единственный компонент, лишь в некоторых случаях с ней ассоциирует хлорит (≤10%), каолинит не обнаружен [Пылма, 1982]. Однако по данным, приведенным в этой работе, в разных литологических типах пород (глины, известняки, кварц-глауконитовые песчаники) мономинеральный гидрослюдистый состав встречен лишь в одном образце (кварц-глауконитовый песок, верхи биллингенского горизонта, разрез оз. Харку), а в остальных случаях присутствуют хлорит (2—20%) и смешанослойные минералы (7—20%, в среднем около 10%). В крайних западных разрезах (оз. Харку, п-ов Палдиски) присутствует также каолинит. В этих разрезах каолинит приурочен к интервалу волховского горизонта и в основном отмечен в небольшом количестве (1—3%).

По данным Л. Пылма, хлорит в значительном количестве присутствует в осевой зоне (Средняя Эстония) (10—20%), в биллингенско-кундаском интервале его содержание в среднем составляет 10—15%. Он также отмечает значительное увеличение количества каолинита по направлению к осевой зоне (Южная Эстония). По другим данным [Лашков, Котович, 1969], еще больше каолинита присутствует в отложениях Южной Прибалтики. Таким образом, Л. Пылма высказывает вполне обоснованное предположение, что источником каолинита мог быть Сарматский континент, но не исключает возможности разрушения этого минерала в северной зоне Эстонии, где породы ордовика в большей степени подвержены диагенетическим и постдиагенетическим преобразованиям.

По данным ряда скважин [Пылма, 1982], в северной структурно-фациальной зоне (скважина Савала) в интервале силлаоруской свиты глинистая фракция


ОТДЕЛ
БРИТ. СЕРИЯ
ГОРИЗОНТ
ЗОНА
ГРАПТОЛИТЫ
КОНОДОНТЫ
СРЕДНИЙ
НИЖНИЙ
ЛЛАНВИРН
АРЕНИГ
АЗЕРИССКИЙ
КУНДАССКИЙ
ВОЛХОВСКИЙ
БИЛЛИНГЕНСКИЙ
ХУННЕБЕРГ
D. murchisoni
E. suecicus
D. "bifidus"
E. pseudoplanus
D. hirundo
Y. crassus
L. variabilis
B. norrlandicus
M. parva
B. navis
B. triangularis
D. extensus
O. evae
P. elegans
T. phyll.
P. proteus
3
k= 0,31
Дубовикская свита
9 14 77
k= 0,7
Силлаоруская свита
12 1 5 82
k= 0,34
Леэтсеская свита
100
B
k= 0,33
Порожская свита
12 3 85
k= 0,32
Верхи симанковской свиты
16 7 4 73
k= 0,33
Кровля кундаского горизонта
20 6 4 70
k= 0,38
Основание симанковской свиты
21 1 1 77
Синявинская свита
27 11 71
11
26 72
k= 0,25
Обуховская свита
20 2 3 75
4 3
30 63
k= 0,29
Силлаоруская свита
5 5 0 11 16 63
k= 0,29
Волховская свита
25 2 4 69
k= 0,29
Леэтсеская свита
2 9 89
k= 0,5
Копорская свита
18 12 3 67
Условные обозначения
Гидрослюда
Каолинит
Смешанослойные
Хлорит
Смектит
Гетит
PAB

представлена гидрослюдой (100%). В соответствующем интервале на Ладожском глинте в составе глинистой фракции также доминирует гидрослюда, но присутствует и смешанослойная фаза, а также каолинит и хлорит (в незначительном количестве) .

В скважине Каагвери (Средняя Эстония) в интервале C_1а (азериский горизонт) нерастворимый остаток известняков сложен гидрослюдой (90%) и хлоритом (10%). Но в области Ладожского глинта этот интервал содержит каолинит: 6% — на р. Волхов и 14% в разрезе карьера Широково.

В осевой зоне в Южной Эстонии в скважине Энгуре минералогический состав нерастворимого остатка карбонатных пород представлен гидрослюдой (80%) и каолинитом (20%), для глин это соотношение несколько иное — 90 и 10% соответственно. В кундаском интервале в нерастворимом остатке известняков глинистые минералы представлены гидрослюдой (70%), хлоритом (10%) и каолинитом (20%). Заметим, что на соответствующих интервалах Ладожского глинта и каолинит и хлорит присутствуют в значительно меньшем количестве.

В Юго-Западной Эстонии (скважина Стури) глинистая фракция биллингенского горизонта представлена гидрослюдой (85%) и каолинитом (15%), а нерастворимый остаток известняков азериского горизонта — гидрослюдой (80%) и хлоритом (20%).

Таким образом, в биллингенском интервале разреза каолинит фиксируется только в Юго-Западной Эстонии, где его содержание достигает 15% при полном отсутствии хлорита, но севернее, в северо-западной части Северо-Эстонского глинта, глинистая фракция имеет мономинеральный гидрослюдистый состав. В центральной части глинта (п. Сака) ее содержание несколько уменьшается за счет некоторой примеси хлорита, количество которого составляет здесь 10%. Это же соотношение сохраняется и для разрезов Ладожского глинта. Таким образом, для биллингенского интервала разреза основным источником каолинита следует считать Сарматскую сушу, в то время как на Фенно-Скандинавской суше коровые процессы были, вероятно, не развиты и в бассейн поступал неизмененный хлоритовый материал.

Для волховского времени ситуация несколько другая. Каолинит присутствует в отложениях Южной Эстонии и на крайнем востоке Ладожского глинта. В первом случае его содержание достигает 20%, а во втором — 10%. Отметим также некоторые закономерности в распределении хлорита: на большей части Балтийско-Ладожского глинта он присутствует в следовых количествах (≤3%), и лишь на востоке Балтийского глинта (р. Тосна) его содержание постепенно начинает увеличиваться, достигая 5—7%. Такие существенные изменения в распределении каолинитовых и хлоритовых фаций совпадают с прекращением поступления в эту область терригенного материала с Фенно-Скандинавской суши в связи с резкой трансгрессией на рубеже биллингенского и волховского времени. Видимо, значительное удаление береговой линии на западе и северо-западе бассейна не препятствовало поступлению в значительном количестве терригенного хлорита, небольшое его содержание мы наблюдаем лишь в районах, наиболее близких к источнику сноса. Источник же каолинита, видимо, остается прежним для юго-западной части бассейна, его накопление в восточных разрезах могло контролироваться вдольбереговыми течениями или активизацией сноса с северо-западной окраины Сарматского континента. Эти же тенденции сохраняются и для кундаского времени, с еле заметным смещением в западном направлении.

Для азериского интервала в целом сохраняется та же тенденция, что и для волховско-кундаского. Каолинит присутствует на юго-западе Эстонии (20%), но максимум его содержания в российской приглинтовой области (15%) смещается на запад, хотя каолинит выявлен и в более восточных разрезах, но его количество меньше в два раза (7%).

Такой характер распределения каолинита в бассейне можно объяснить несколькими причинами: 1) изменением контура береговой линии и удалением источника сноса на фоне продолжающейся кундаско-азериской трансгрессии; 2) активизацией в позднекундаское (?) время готландского поднятия, фиксируемого по появлению терригенного материала песчаной размерности в разрезах северо-западной части Северо-Эстонского глинта.

Обстановки седиментации. Состав глинистой фракции в целом характеризует нормально-морскую обстановку с небольшим количеством терригенной примеси (каолинит, хлорит и, возможно, Fe-гидрослюда). Практически полное отсутствие более крупной терригенной примеси в породах волховского и особенно кундаского горизонтов в районе Ладожского глинта свидетельствует об удаленности источника сноса и, возможно, большей глубине бассейна, чем это предполагали другие исследователи. Косвенным признаком этого может служить практически полное отсутствие признаков волновой активности, отчетливо фиксируемой в более молодых (нижнекарадокских) отложениях.

Весьма ценной, на наш взгляд, может быть информация о характере распределения смешанослойных минералов как в разрезе, так и в разных частях бассейна. Наличие смешанослойной фазы в гидрослюдах и каолинитах позволяет предположить довольно длительную субаквальную экспозицию глинистого осадка в условиях щелочной среды, которая способствовала их более скорому разрушению.

Подтверждает эту гипотезу и наличие смешанослойной фазы в каолините, который в значительно большей степени устойчив к химическому разрушению. Присутствие смешанослойной фазы также может свидетельствовать о его довольно длительном переносе течениями либо о длительной экспозиции осадка. Косвенным подтверждением дальности пере-

Рис. 2. Распределение основных минеральных компонентов глинистой фракции по разрезу для восточной и западной частей глинта

носа являются данные, полученные Л. Пылма [1982] для Средней и Южной Эстонии, где содержание каолинита в глинистой фракции существенно больше, чем в приглинтовой области Эстонии и России. Так, в осевой зоне (Южная Эстония) его количество в среднем составляет 10—15% и в значительной степени увеличивается содержание хлорита (10—20%), в то время как в северной (приглинтовой) зоне каолинит, по данным Л. Пылма, не установлен. В то же время в одновозрастных отложениях Северной Литвы [Лашков, Котович, 1969] каолинит встречается в еще большем количестве. Это наблюдение позволило Л. Пылма сделать предположение, что источником каолинита служила южная часть Фенно-Сарматского континента [Пылма, 1982].

Обсуждение результатов. Для реконструкции условий седиментации и палеогеографии самое большое значение имеет каолинит терригенной природы, а также смешанослойные образования, исследование которых позволяет предположительно оценить продолжительность субаквальной экспозиции осадка. Образование смешанослойных минералов происходит за счет деградации в щелочных условиях каолинита либо гидрослюд. Обратный процесс превращения смешанослойных минералов в гидрослюду тоже возможен и, как правило, может характеризовать значительные постдиагенетические изменения породы. Такую зависимость мы можем проиллюстрировать на примере двух расположенных рядом разрезов карьера Широково и р. Ламашки. В образцах глин из разреза р. Ламашки (в значительной степени доломитизированного) количество смешанослойных минералов меньше, чем в менее доломитизированном разрезе карьера Широково.

Глинистые минералы также могут служить косвенным показателем глубины бассейна. Так, наиболее глубоководные образования копорской свиты совсем не содержат каолинита, вместе с тем в значительном количестве в них присутствует хлорит, отмечены смешанослойные минералы и смектит Смешанослойные и смектит в данном случае свидетельствуют о дальности переноса терригенного материала, представленного каолинитом и хлоритом (первый в процессе транспортировки и последующей экспозиции на морском дне был полностью разрушен). Вероятно, на это потребовалось довольно длительное время, что позволило процессу дезинтеграции дойти до стадии образования смектита.

Такой минеральный состав подтверждает высказанное выше предположение о разных источниках поступления в бассейн каолинита и хлорита. В глубоководные образования Южной Швеции и Норвегии терригенный материал мог поступать только с окружающей Фенно-Скандинавской суши.

Существуют две основные концепции распределения глинистых минералов в океанических осадках: 1) распределение глинистых минералов контролируется климатической зональностью и связано с формированием кор выветривания определенных типов [Горбунова, Лисицын, 1979]; 2) поступление глинистых терригенных минералов в морской бассейн обусловлено преимущественно эрозией коренных пород континентов [Страхов, 1979].

Согласно первой концепции, в современных осадках океанов содержание гидрослюды и хлорита имеет четкую зависимость от распределения этих минералов в почвах и корах выветривания континентов. Так, на платформах в холодном климате формируется главным образом хлоритовая кора выветривания, в то время как в умеренном и умеренно теплом климате кора выветривания в нижней части имеет хлорит-гидрослюдистый состав, а в верхних — каолинитовый. В тропическом климате формируются каолиновые и латеритные коры выветривания [Страхов, 1979]. “Выделяются две группы минералов с разной тенденцией распределения в осадках: минералы холодных и умеренных зон (за пределами Северного и Южного тропика) — хлорит и иллит и минералы тропического пояса — каолинит и монтмориллонит...” [Горбунова, Лисицын, 1979].

В разных условиях процесс гипергенного минералообразования протекает по-разному. Гидрослюда и хлорит, как правило, образуются на начальных стадиях формирования кор выветривания. В экваториальных условиях хлорит нестоек и довольно быстро разрушается [Горбунова, Лисицын, 1979]. Каолинит приурочен к тропической зоне, его максимальное содержание в современных океанах (> 20%) наблюдается между Северным и Южным тропиком [Горбунова, Лисицын, 1979].

Вообще каолинит и хлорит в современных осадках редко содержатся в количестве, превышающем 50%, обычно их содержание не больше 10% (что и наблюдалось нами), в то время как фоновое содержание гидрослюды составляет не менее 20% [Горбунова, Лисицын, 1979].

Вторая концепция, которую поддерживал Н.М. Страхов, основана на распределении глинистых минералов в Мировом океане. Отметим, что в основе этой гипотезы лежат несколько устаревшие данные, и в настоящее время первая концепция доминирует [Лидер, 1986].

Заключение. Резюмируя сказанное, можно предположить существование умеренных климатических условий для области Балтийского щита, где развивались гидрослюдисто-хлоритовые коры выветривания, которые служили основным источником терригенного глинистого материала для глубоководной скандинавской части бассейна, что подтверждается выдержанным иллит-хлоритовым составом осадков, а также полным отсутствием смешанослойной фазы в гидрослюде и хлорите. Схожий состав глинистых минералов фиксируется и в разрезах Балтийско-Ладожского глинта, открытой осевой части Скандинавского бассейна (р. Тосна, п-ов Палдиски). В этом случае на формирование минерального состава глин предположительно могли влиять вдольбереговые течения

[Мянниль, 1966], переносившие терригенный материал из открытой части бассейна во внутреннюю.

Однако большая часть приглинтовых разрезов, а особенно отложения Средней и Южной Прибалтики в достаточном количестве содержат каолинит. Количество каолинита заметно увеличивается как в восточном (вдоль глинта), так и в юго-западном направлении. Учитывая его химическую стойкость, а также слабую вероятность аутигенного образования, следует предположить наличие источников терригенного каолинита на юго-западной и юго-восточной окраинах бассейна. Так как основным источником каолинита являются коры выветривания тропического пояса, то в качестве его источника можно предположить Сарматский континент, существовавший на протяжении всего ордовикского периода на территории современной Белорусской и Воронежской антеклиз, Украинского щита, а также территории Среднего Поволжья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990.

2. *Горбунова З.Н., Лисицын А.П.* Глинистые минералы // Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М., 1979. С. 214—230.

3. *Зайцев А.В., Барабошкин Е.Ю.* Стратиграфические перерывы в латорпско-кундаских отложениях (нижний—средний ордовик) центральной и восточной частей Балтийско-Ладожского глинта // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 3. С. 12—32.

4. *Коссовская А.Г.* Проблемы геоминералогии // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР / Под ред. П.П. Тимофеева. М.: Наука, 1980. С. 110—158.

5. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 1. С. 45—53.

6. *Лашков Е.М., Котович В.А.* Дифрактометрическое изучение глинистой фракции в отложениях ордовика Северной Литвы (скважина Паровея) // Науч. тр. высш. учеб. заведений Лит. ССР. География и геология. 1969. № 6. С. 161—168.

7. *Лидер М.Р.* Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986.

8. *Мянниль Р.М.* История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин: Валгус, 1966.

9. *Пылма Л.* Сравнительная литология карбонатных пород ордовика Северной и Средней Прибалтики. Таллин, Валгус, 1982.

10. *Страхов Н.М.* Геохимия современного седиментогенеза // Океанология. Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М., 1979. С. 9—240.

11. *Шлыков В.Г.* Рентгеновские исследования грунтов: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1991.

12. *Nielsen A.T.* Trilobite systematics, biostratigraphy and palaeoecology of the Lower Ordovician Komstad Limestone and Huk Formations, southern Scandinavia // Fossils and Strata. 1995. N 38.

Поступила в редакцию
25.04.2007